جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره بیست و هشتم، زمستان ۱۳۹۷

صص ۱٤٦- ۱۳۱

DOI: https://doi.org/10.22067/geo.v0i0.50623

تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با رخداد طوفان‌های حوضه آبریز ارمند

علیرضا دهقانپور[۱]- استادیار گروه جغرافیای دانشگاه پیام نور مرکز یزد، یزد، ایران

زینب عاشوری قلعه رودخانی- دانشجوی دکتری آب‌وهوا شناسی، دانشگاه یزد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹٦/۱۰/۲٦ تاریخ تصویب: ۱۳۹۷/۸/۷

چکیده

در این پژوهش به تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با رخداد طوفان‌های حوضه آبریز ارمند با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردشی پرداخته شده است. در این راستا، از پایگاه داده بارش روزانه ایستگاه‌های سینوپتیک چهارمحال و بختیاری استفاده شده است، طی سال‌های ۱۳۵۲-۱۳۸۳ (طی ۱۱۳۱۵ روز) روی یاخته‌هایی به ابعاد ۱٤*۱٤ کیلومتر، به روش کریجینگ میانیابی و ترسیم شد و فراگیرترین بارش‌های منطقه بر اساس شاخص پایه صدک ۹۹ ام، برای تحلیل گزینش شد. فراوانی رودبادها و موقعیت آنها در محدوده وسیعی از صفر تا ۱۲۰ درجه شرقی و صفر تا ۸۰ درجه شمالی در ۲ تراز ۲۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال طی ٤ دیده‌بانی همدید در ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰٦:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گرینویچ بررسی گردید. نتایج نشان می‌دهد که رودبادها از نظر زمانی در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰٦:۰۰ فراوانی بالایی را نشان می‌دهد؛ در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال عمدتاً در ساعت ۱۸:۰۰ بر روی منطقه مطالعاتی نمودی آشکار دارند. درعین‌حال، میانگین سرعت رودبادها روی نقشه‌ها در این ساعت‌ها که از یک سو منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادها و از دیگر سو مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادها در پهنه مطالعاتی است؛ بیانگر قرارگیری ربع چهارم هسته رودباد (که باافزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی حوضه آبریز ارمند است. به‌طورکلی، کشیدگی رودباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در اغلب موارد در ساعت ۱۸:۰۰ نشان از ضخامت لایه ناپایدار دارد که می‌تواند بارش‌های حدی و فراگیر را در حوضه آبریز ارمند ایجاد نماید.

واژگان کلیدی: تحلیل فراوانی، ناپایداری، رودباد، بارش‌های حدی، همگرایی، واگرایی، حوضه آبریز ارمند

۱ نویسنده مسئول: ۰۹۱۳۲۵۱۵۲٥٤ Email: Alidehghan4@yahoo.com

۱- مقدمه

در همه نقشه‌های هوا، بدون استثنا، کمربندها یا نوارهای باد با سرعت زیاد دیده می‌شوند که تا مسافت‌هایی بسیار طولانی کشیده شده‌اند. بنابه تعریف سازمان هواشناسی جهانی، هرگاه سرعت این نوارهای سرعت بیش از ۳۰ متر بر ثانیه باشد، جریان رودباد به وجود می‌آید (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۹). این در حالی است که بنا به تعریف آمده در فرهنگ واژگان هوا و اقلیم به بادهای افقی بسیار شدید با سرعت بیش از ۵۰ گره یاحدود ۲۶ متر بر ثانیه که در بالاتر از بادهای سیاره‌ای می‌وزند، رودباد اطلاق می‌شود (گیر، ۱۹۶۱). در واقع، رودبادها، هسته‌هایی از سرعت هستند که در بستر امواج کوتاه و بلند حرکت می‌کنند و همانند آن‌ها دارای مناطق همگرایی و واگرایی هستند (علیجانی، ۱۳۸۱). سرعت هسته‌های رودباد نیز از مرکز هسته به اطراف کاهش می‌یابد که این کاهش به طرف قطب، چرخندی یا مثبت و به طرف استوا واچرخندی یا منفی است. هسته‌های سرعت یکی در حاشیه استوایی بادهای غربی و دیگری بر روی جبهه قطبی منطقه برون حاره بیش از نواحی دیگر حرکت می‌کنند؛ درنتیجه، دو بستر نسبتاً متمایز را به وجود می‌آورند که رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب حاره‌ای نامیده می‌شوند (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۹). رودباد جبهه قطبی در عرض‌های میانه و بالا در محل جبهه قطبی و در ارتفاع ۹ تا ۱۲ کیلومتری و رودباد جنب حاره در فاصله مداری ۲۰ تا ۳۰ درجه در ارتفاع ۱۲ تا ١٤ کیلومتری حلقه‌های ناپیوسته‌ای به دور کره زمین تشکیل می‌دهند (مسعودیان، ۱۳۹۰). محل تشکیل رودبادها منطبق بر کمربند حداکثر شیب وردیست است؛ یعنی منطبق بر محلی است که شیب دما و همچنین انتقال انرژی از استوا به قطب به حداکثر می‌رسد.

خوشبختانه، ادبیات اقلیم‌شناسی در باب نقش و اهمیت رودبادها در توزیع مکانی و شدت بارش غنی است. دراین‌ارتباط، (وینرت، ١٩٦٨) با مطالعه آماره‌های رودباد جنب حاره بر روی استرالیا آشکار ساخت که موقعیت رودباد مذبور در میانگین درازمدت، بین مدارهای ٢٦ تا ٣٢ درجه جنوبی بوده است. (پریزراکوس و همکاران، ٢٠٠٦) با بررسی موردی رابطه میان رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب حاره در چرخندزایی شرق مدیترانه به این نتیجه رسیدند که هرگاه رودباد جبهه قطبی نسبت به موقعیت معمولی فصلی خود به طرف جنوب کشیده شود با رودباد جنب حاره که نسبت به موقعیت معمولی خود به طرف شمال گسترش یافته است در هم آمیزد، فرآیند چرخندزایی تشدید می‌گردد. آنان با بررسی چرخندهای ۱۵ مارس ۱۹۹۸ ناحیه قبرس به این نتیجه رسیدند که مجاورت رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب حاره با یک افزایش ناپایداری هیدرودینامیکی همراه است و این موضوع نقش مهمی در فرآیند چرخندزایی این ناحیه دارد. (التانتایی، ١٣٦٠) ضمن بررسی نقش رودباد جنب حاره در شکل‌گیری ابرهای تراز بالا در منطقه خاورمیانه به این نتیجه رسید که ارتباط آشکار و معنی‌داری میان موقعیت رودباد جنب حاره و شکل‌گیری ابرها در این گستره جغرافیایی وجود دارد. (هرون و تولستوی، ١٩٦٨) در پژوهشی با عنوان ((مسیریابی رودبادها با استفاده از سیگنال‌های فشار سطح زمین)) متوجه همبستگی میان فشارهای ثبت شده با جهت

و سرعت باد در رودبادها شدند. (جانسون و دانیل، ۲۰۰٦) در پژوهشی با عنوان ((بارش‌های مرتبط بـا رودبادهـا)) بـه این نتیجه رسیدند که توزیع میانگین بارش در چهـار ایسـتگاه انگلسـتان، متـأثر از رودبادهاسـت و تـاوایی در قسـمت ورودی و واتاوایی در قسمت خروجی رودباد، دریافت متفاوت بـارش را بـه همـراه خواهـد داشـت. (دگیرمتریـک و ویبیگ، ۲۰۰۷) نسبت به طبقه‌بندی الگوهای رودباد روی اروپا در طی بازه زمانی ۲۰۰۱– ۱۹۵۰ و توصـیف آماره‌هـای اساسی آنها نظیر: فراوانی، تداوم و تغییرات روزبه‌روز ساختاری آنها اقدام نمودند. از میان چهار الگـوی شناسـایی شـده در این پژوهش، یک الگو تغییرات دمایی شدید در بخش‌هـای غربـی اروپـا و سـه الگـوی دیگـر وزش دمـایی قابـل ملاحظه‌ای را در بخش‌های شرقی و مرکزی اروپا تبیین نمودند. (فـرج زاده و همکـاران، ۲۰۰۸) ارتبـاط بـین موقعیـت رودبادها و چرخندهای غرب ایران را در دوره زمانی ۱۹۹۹– ۱۹۸۵ مطالعه نمودند. نتایج پژوهش آنها آشـکار سـاخت که رخداد بارش‌های سنگین در هنگام انحنای چرخندی مسیر رودبـاد و رویـداد بارش‌هـای سـبک در زمـان انحنـای واچرخندی مسیر رودبـاد، میسـر شـده اسـت. (اسـترانگ و دیـویس، ۲۰۰۷) نیـز تغییرپـذیری در موقعیـت و شـدت هسته‌های رودباد زمستانه را در ارتباط با شاخص‌های پیوند از دور نیمکره شمالی بررسی کردند. به نظـر آنـان فراوانـی و موقعیت رودبادها ارتباط آشکاری با شاخص نوسان اطلس شمالی دارد. (جیاکایـان و همکـاران، ۲۰۱۱) ارتبـاط بـین رودباد اطلس شمالی و فرارفت حاره‌ای روی هند و اقیانوس غربی را بررسی کردند و بـه ایـن نتیجـه رسـیدند کـه در مقیاس زمانی دهه‌ای افزایش عمده‌ای در فراوانی رخداد بـارش طـی سـال‌های ۱۹۵۸ تـا ۱۹۷۹ و ۱۹۸۰ تـا ۲۰۰۱ بـر روی اقیانوس آرام غربی بروزکرده است. (ویلنگز و همکاران، ۲۰۰۹) بـا بررسـی تغییرپـذیری جـو در بخـش شـمالی اطلس تغییرات رودبادها را در ارتباط با عرض جغرافیایی و سرعت آنها تبیین می‌کننـد. درعین‌حـال آنهـا معتقدنـد کـه بررسی تغییرات شاخص‌های مذبور بـرای تحلیـل فضـایی رودبادهـا و سـرعت آنهـا ضـروری اسـت. (انـدروهول و همکاران، ۲۰۱۲) الگوی اصلی بارش‌های اقیانوس هند را طی دوره سرد سـال (از نـوامبر تـا آوریـل ۲۰۰۸–۱۹۷۹) در دو مقیاس زمانی فصلی و سالانه با بهره‌گیری از تحلیل توابع متعامد تجربی و شاخص پیوند از دور بررسی کـرده و بـه این نتیجه رسیدند که الگوی بارش در مقیاس زمانی سالانه با نوسان مادن جولیان و در مقیاس زمـانی فعلـی بـا نوسـان جنوبی– آل نینو مرتبط است. در بخش منـابع داخلـی نیـز (حلبیـان و همکـاران، ۱۳۹۳) بـه مطالعـه تحلیـل فراوانـی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر پرداختند. در این مطالعـه، فراوانـی رودبادهـا و موقعیت آنها در محدوده وسیعی از صفر تا ۱۲۰ درجه شرقی و صفر تـا ۸۰ درجـه شـمالی در چهـار تـراز ۲۵۰، ۳۰۰، ٤۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال طی چهار دیده‌بانی همدید بررسی گردید. نتایج بیانگر قرارگیری ربـع چهـارم هسـته رودبـاد (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پـایین جـو همـراه اسـت) بـر روی کرانه‌های غربی خزر است. این موضوع می‌تواند به انبساط توده‌هوا در سطح بالا یـا حرکـت قـائم صـعودی بیانجامـد. (رسولی، بابائیان، قائمی و زوارِرضا، ۱۳۹۱)، به بررسی تحلیل سری‌های زمانی فشار مراکز الگوهـای سـینوپتیکی مـؤثر

بر بارش‌های فصلی ایران پرداختند. در این پژوهش روند تغییرات سری‌های زمانی فشار سطح دریای مراکز مهم‌ترین الگوهای سینوپتیکی تأثیرگذار بر بارش‌های فصلی ایران مورد بررسی قرار گرفته است. الگوهای مورد بررسی در این تحقیق، شامل پرفشار سیبری و کم فشارهای مدیترانه، دریای سیاه و سودان در فصول بارشی زمستان (دسامبر تا فوریه) و بهار (مارس تا می) و کم فشارهای مونسون و خلیج‌فارس در فصل تابستان (جولای تا آگوست) می‌باشند. با تحلیل سری‌های زمانی انجام شده این منطقه اکثر الگوهای سینوپتیکی، به‌استثنای پرفشار سیبری در فصل بهار، در حال تضعیف هستند. نتایج نشان می‌دهند که در طی دوره‌ی یاد شده، میانگین فشار در الگوی زمستانی پرفشار سیبری تقریباً ثابت ولی در الگوی بهاره حدود ۲ میلی‌متر افزایش یافته است. (مفیدی، زرین و جانبازقبادی، ۱۳۹۱)، به بررسی تبیین علل کاهش یافتن مقدار و شدت بارش‌های زمستانه در قیاس با بارش‌های پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، ساختار گردش جو و برخی مؤلفه‌های مهم در قیاس منطقه‌ای پرداختند. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که در همه‌ی الگوهای همدیدی بارش زا، مرکز پرفشار دینامیکی واقع در شمال یا غرب دریای خزر در زمستان در مقایسه با پاییز به‌شدت تقویت می‌شود؛ به‌طوری‌که فشار هوا در مراکز پرفشار در الگوی پرفشار و زوجی در قیاس با پاییز به ترتیب حدود ۳ و ۸ هکتوپاسکال افزایش می‌یابد و درعین‌حال در زمان اوج بارش‌ها، به ترتیب منحنی‌های هم فشار ۱۰۳۰ و ۱۰۲۵ هکتوپاسکال تا نوار ساحل جنوبی دریا گسترش می‌یابد. (خوشحال، ۱۳۷٦) ضمن تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک- اقلیمی برای بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر نشان می‌دهد که برخلاف آنچه قبلاً تصور می‌شد، اولاً ریزش این باران‌ها بر اثر فرارفت هوای سرد از سیبری به روی این دریا انجام نمی‌گیرد و ثانیاً مقدار ریزش باران در دامنه‌های شمالی البرز با ارتفاع کاهش نیافته، بلکه افزایش می‌یابد. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که این باران‌ها بر اثر ورود جبهه‌های تقویت شده نسیم دریا توسط سیستم‌های سینوپتیکی به ساحل ریزش می‌کند. (فرج زاده وهمکاران، ۱۳۸٤) ضمن تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور، به این نتیجه رسیدند که هسته‌های سرعت در روزهای آغاز و حداکثر بارش در دو قسمت متمرکز شده‌اند. منطقه مطالعاتی در حالت اول و در مورد هسته اطراف دریای سرخ در قسمت خروجی هوای سرد (ناحیه چپ خروجی یا ربع دوم) هسته قرار گرفته و در مورد هسته مستقر در جنوب غربی دریای خزر در ناحیه ورودی هوای گرم (ناحیه راست ورودی یا ربع چهارم) قرار گرفته است. (مفیدی و همکاران، ۱۳۸٦) در پژوهشی نسبت به تعیین الگوهای همدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی خزر، اقدام کردند. یافته‌ها نشان داد که بارش‌های شدید و حدی سواحل جنوبی خزر در سه الگوی همدیدی اصلی جا می‌گیرد. نیمه جنوبی خزر عمدتاً تحت تأثیر گردش واچرخندی دارای تاوایی منفی است، اما بارش حاصله، ناشی از همگرایی جریان‌های چرخندی و واچرخندی روی دریاست. (خسروی، ۱۳۸۱) به مطالعه پدیده انسو و تغییرپذیری اقلیم جنوب شرقی ایران پرداخته است. در این مطالعه، مسیر رودبادهای جنب حاره‌ای و جبهه قطبی بر روی نقشه‌های

سرعت و جهت ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال تعیین و ترسیم شده است. بر این اساس، با توجه به مقایسه بین فازها، تغییرپذیری معنی دار در مسیر و شدت این رودبادها در فازهای گرم، به تقویت انتقال رطوبت، ناپایداری و بارش بر روی منطقه منجر می‌گردد. (مسعودیان و محمدی، ۱۳۹۰) به تحلیل رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابر سنگین ایران پرداخته‌اند. نتیجه بررسی آنها نشان می‌دهد که هرچند رودبادها در خلیج‌فارس و در جنوب غرب ایران دارای فراوانی قابل ملاحظه‌ای هستند؛ اما بخش‌های شمالی عربستان محل اصلی استقرار و تمرکز رودبادها در زمان رخداد بارش‌های ابر سنگین و فراگیر بوده است.

از آنجایی که الگوی پراکنش جغرافیایی بارش وشدت آن در مقیاس سیاره‌ای، علاوه بر الگوهای سامانه‌ای فشار، محل استقرار کمربند همگرایی حاره‌ای، جریان‌های اقیانوسی متأثر از آرایش رودبادها، موقعیت و گسترش آنها نیز هست، در این نوشتار کوشش شده است با بررسی فراوانی رودبادهای مؤثر در رخداد طوفان‌های حوضه آبریز ارمند، فرآیندی ازعوامل مؤثر در رخداد این بارشها شناسایی گردد تا زمینه برای استفاده بهینه از این بارش‌ها در قلمرو مطالعاتی مهیا گردد. به بیان دیگر، تعیین موقعیت و فراوانی رودبادها و نیز میانگین سرعت آنها در هنگام رخداد طوفان‌های حوضه آبریز ارمند هدف این مقاله بوده است.

۲- داده‌ها و روش پژوهش

اساساً در هر مطالعه همدید نیاز به دوپایگاه داده، یکی پایگاه داده رویداد محیطی (سطحی) و دیگری پایگاه داده جوی که چگونگی جریان‌های جوی را مشخص می‌نمایند، ضرورت می‌یابد. بر این اساس، پایگاه داده‌های این پژوهش که رویکرد محیطی به گردشی دارد (دلیل استفاده از این روش آن است که تغییرات زمانی و مکانی بارش شدید است و این رویکرد به محقق این امکان را می‌دهد تا تنها روی بارش‌هایی متمرکز شود که قصد مطالعه آنها را دارد)، ازدو گروه متغییر تشکیل گردید. ابتدا داده‌های بارش روزانه ایستگاه‌های سینوپتیک استان چهارمحال و بختیاری از سال ۱۳۵۲ تا ۱۳۸۳ به عنوان پایگاه داده رویداد محیطی تهیه و انتخاب گردید. دومین گروه از متغییرها مشتمل بر داده‌های مؤلفه باد مداری و نصف النهاری بود که به منظور ترسیم رودبادها در تراز ۲۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال از آنها بهره گرفته شد. متغیرهای گروه اول از سازمان هواشناسی کشور وگروه دوم متغیرها از تارنمای www.cdc.noaa.gov به صورت دیده‌بانی شش ساعته (۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ به وقت گرینویچ) اخذ و تهیه گردید.

با توجه به پایگاه داده رویداد محیطی، بارش روزانه حوضه آبریز ارمند در ۱۱۳۱۵ روز با بهره‌گیری از روش کریجینگ میانیابی شد. بدین منظور، به هنگام میانیابی بارش هر روز، پهنه مورد مطالعه به ۴۸ یاخته به اندازه ۱۴*۱۴ کیلومتر تبدیل شد که حاصل آن تشکیل آرایه‌ای از پایگاه داده بارش روزانه حوضه آبریز ارمند به ابعاد ۱۴*۱۱۳۱۵

بود. سپس برای هر روز بیشینه (رابطه ۱) و درصد پهنه زیر بارش (رابطه ۲) محاسبه و در انتها پایگاه داده مذبور برحسب شدیدترین و فراگیرترین بارش‌ها از بزرگ به کوچک مرتب گردید.

رابطه ۱) بیشینه بارش هر روز $=\mathrm{Max}_{PJ}=\mathrm{Max}_{(PIJ)}$

$i=$ ۱ تا ٤٨ یاخته مکانی

$j=$ ۱۱۳۱۵ روز بارش

رابطه ۲)

$$100 \times \frac{\text{تعداد یاخته که‌هایی در روز مورد نظر بارش بیش از } 0.1 \text{ میلی‌متر داشتند}}{\text{تعداد کل یاخته حاصل‌های از میانیابی} (48 \text{ یاخته})} = \text{درصد پهنه زیری بارش منطقه در یک روز معین}$$

به منظور بررسی بارش‌های حدی و فراگیر حوضه آبریز ارمند، از میان شاخص‌هایی که غالباً توسط پژوهشگران برای تعیین بارش‌های حدی استفاده شده (۱- شاخص آستانه مطلق یا آستانه اختیاری؛ ۲- شاخص مساحت منحنی هم بارش خاص؛ ۳- شاخص آستانه درصدی و ٤- شاخص پایه صدک) از شاخص پایه صدک که هم اکنون رایجترین روش محاسبه و تعیین بارش‌های حدی محسوب می‌شود (مفیدی و همکاران، ۱۳۸٦: ۱۳۳ و ۱۳٤) استفاده گردید. این روش عمدتاً برای تعیین تعداد روزهای دارای بارش شدید، خیلی شدید و حدی بر مبنای آستانه صدک خاص استفاده می‌شود (پترسن و همکاران، ۲۰۰۱، الکساندر و همکاران، ۲۰۰٦). بر اساس توافق بین المللی، از تعداد کل روزهای بارشی، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۵ ام و ۹۹ ام به ترتیب به عنوان روزهای دارای بارش شدید و بارش حدی تلقی می‌شوند (نیکولز و همکاران، ۲۰۰۰، پترسن و همکاران، ۲۰۰۱، زانگ و همکاران، ۲۰۰۵، الکساندر و همکاران، ۲۰۰٦). بر این اساس، از تعداد کل روزهای بارش در حوضه آبریز ارمند، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۹ ام به عنوان روزهای دارای بارش حدی در نظر گرفته شد. بدین ترتیب، روزهایی به عنوان نمونه انتخاب شدند که بیشینه بارش آنها برابر یا بیش از ۹٦/۲۸ میلی‌متر بود؛ به عبارت دیگر روزهایی که دارای شدیدترین و سپس فراگیرترین بارش‌ها بود، مرتب شده و به عنوان نمونه مورد مطالعه در این پژوهش انتخاب گردید.

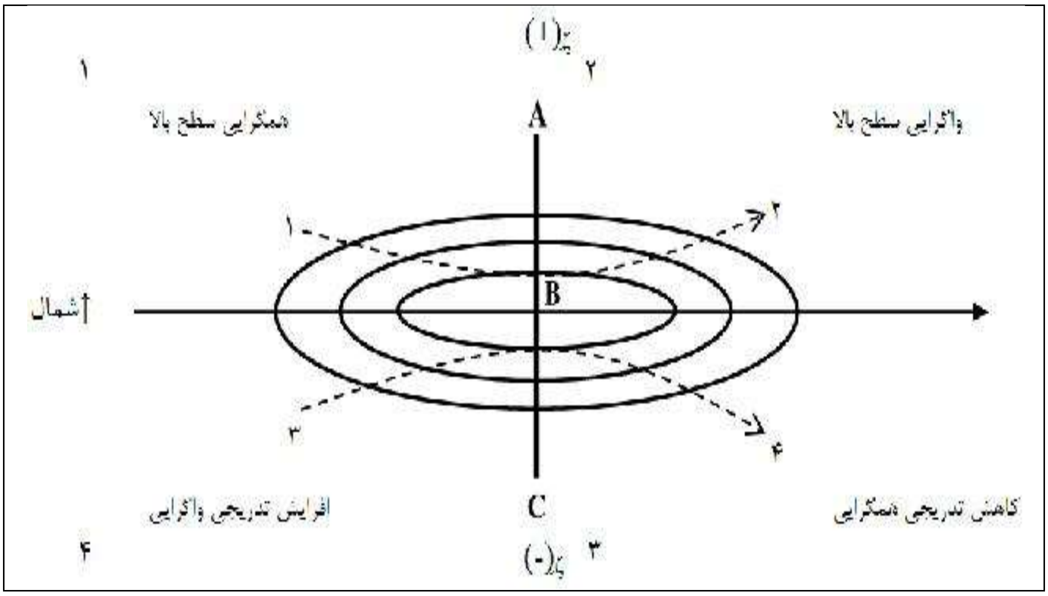
۲-۱- نقش رودباد در ایجاد ناپایداری

هسته‌های رودباد در بستر موج‌های کوتاه و بلند حرکت می‌کنند. بر اساس شکل ۱ خطی که عمود بر محور رودباد ترسیم شده است، رودباد را به دو بخش ترسیم می‌کند: منطقه ورودی در سمت چپ و منطقه خروجی درسمت راست. در واقع، براساس مدل دایره، هسته سرعت به چهار بخش ترسیم می‌شود: بخش‌های ورودی راست وخروجی چپ واگرایی و بخش‌های ورودی چپ و خروجی راست همگرایی دارند (شکل ۱). ربع‌های دوم و چهارم با افزایش تاوایی مثبت و همچنین، واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراهند؛ درحالیکه برعکس ربع‌های اول وسوم با افزایش تاوایی منفی و همچنین، همگرایی سطوح فوقانی و واگرایی سطوح پایین جو

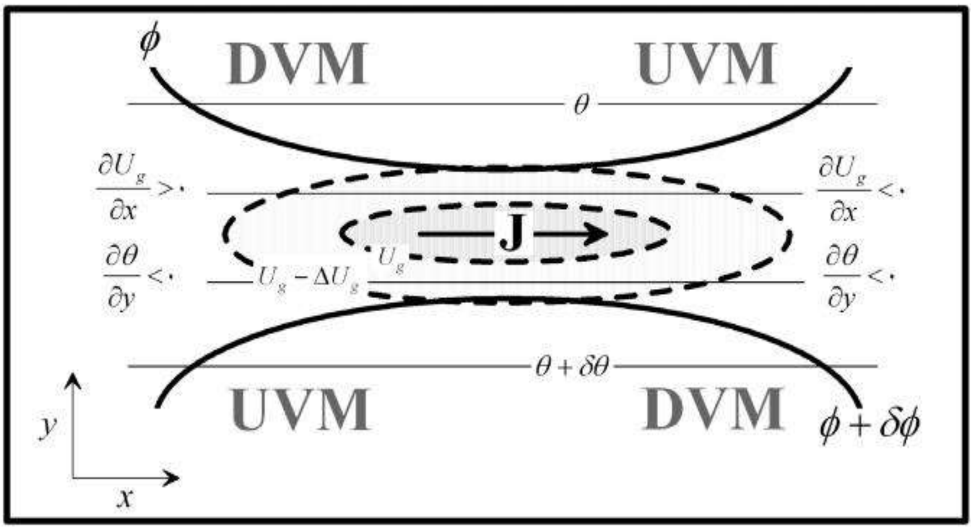
همراهند؛ بنابراین، مناطق مستعد چرخندزایی در زیر سمت چپ منطقه خروجی و زیر سمت راست منطقه ورودی هسته رودباد قرار دارد. قرارگیری هر یک از بخش‌های چهارگانه رودباد بر روی پهنه مطالعاتی می‌تواند شرایط پایداری و یا ناپایداری را به دنبال داشته باشد.

اساساً شیو سرعت باد در ترازهای بالا نسبت به ترازهای پایین جو شدیدتر است. این شیو تابعی از دمای جو است. اگر به علت برقراری وزش افقی، بزرگی کمیتی چون ∇T (شیو دما) افزایش می‌یابد، به دنبال آن چینش باد و تندی باد در هسته رودباد نیز افزایش خواهد یافت. تقویت رودباد موجب افزایش تاوایی می‌شود، افزایش تاوایی موجب افزایش واگرایی در شاره می‌شود و با افزایش واگرایی حرکات قائم نیز افزایش می‌یابد.

در منطقه ورودی رودباد که $aug/ax>0$ و درنتیجه $Q_{gST}>0$ است، یک گردش گرمایی عادی شکل می‌گیرد، ولی در منطقه خروجی رودباد که $au_g/ax<0$ و درنتیجه $Q_{gST}<0$ است، یک گردش گرمایی غیرعادی شکل می‌گیرد. DVM نماینده حرکات قائم نزولی و UVM نماینده حرکات قائم صعودی است (مارتین، ۲۰۰۶، برگردان از مسعودیان، ۱۳۸۸: ۲۶۹) (شکل ۲).



شکل ۱- ساختمان افقی هسته رودباد. منحنی‌های پیوسته خطوط هم سرعت هستند. دو خط بریده بریده مسیر بسته هوا را در شمال و جنوب هسته سرعت نشان می‌دهند. خط پررنگ افقی مسیر حرکت هسته سرعت را نشان می‌دهد. خط AC محل بیشترین شیب سرعت است (علیجانی، ۱۳۸۵: ۸۳).



شکل ۲- گردش عمودی در منطقه ورودی و خروجی یک رودباد راستخط. DVM و UVM به ترتیب نماینده حرکات عمودی صعودی و نزولی هستند (مارتین، ۲۰۰٦، برگردان از: مسعودیان، ۱۳۸۸: ۲٦۹).

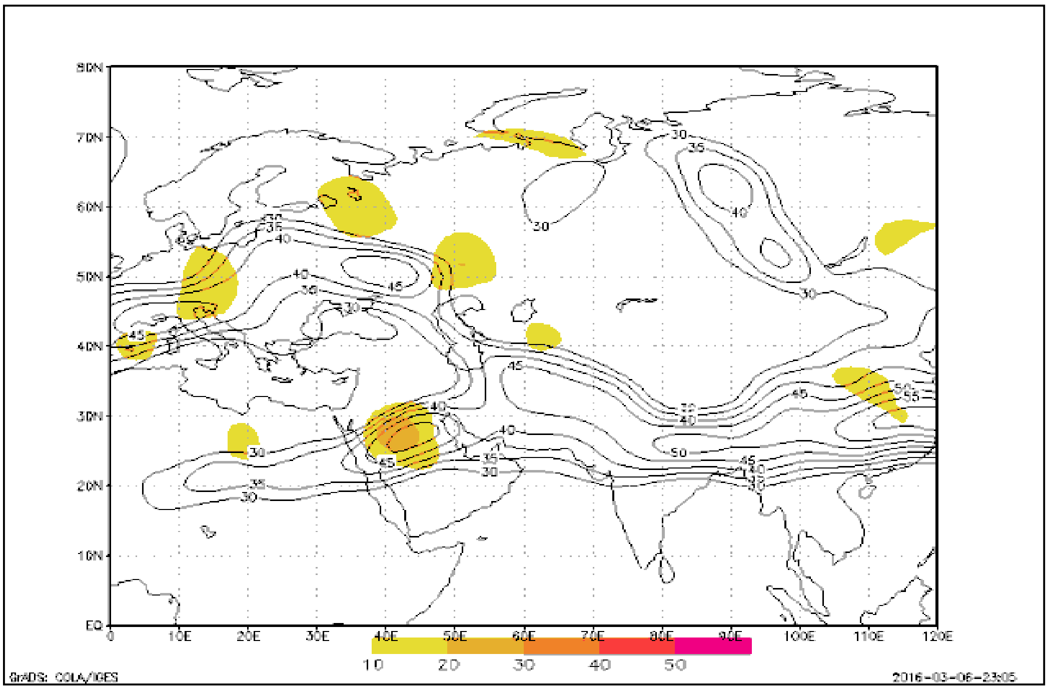
۲-۲- تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودبادها

در این بخش فراوانی رودبادها و سرعت آنها در روزهای نمونه انتخابی بر اساس شاخص پایه صدک ۹۹ ام در دوتراز ۲۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال در زمان‌های چهارگانه همدید (۰۰:۰۰، ۰٦:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گرینویچ) بررسی و تحلیل گردید. در این مقوله بادهایی با سرعت بیش از ۳۰ متر بر ثانیه بر اساس تعریف سازمان هواشناسی جهانی به عنوان رودباد در نظر گرفته شد. به دلیل اینکه رودبادها در دو تراز ۲۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال از فراوانی قابل توجهی برخوردار بودند، به جهت نمایش بهتر پهنه‌های بیشینه وجود رودبادها در این ترازها به ترتیب تنها فراوانی‌های بالای ۵۰، ٤۰ و ۳۰ درصد در ترسیم نقشه‌ها نشان داده شده است. در این پژوهش در صورت موقعیت همانند رخداد رودبادها در ساعات چهارگانه همدید در ترازهای جوی مورد بحث تنها وضعیت رودبادها در ساعاتی که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودبادها است، ارائه شده است.

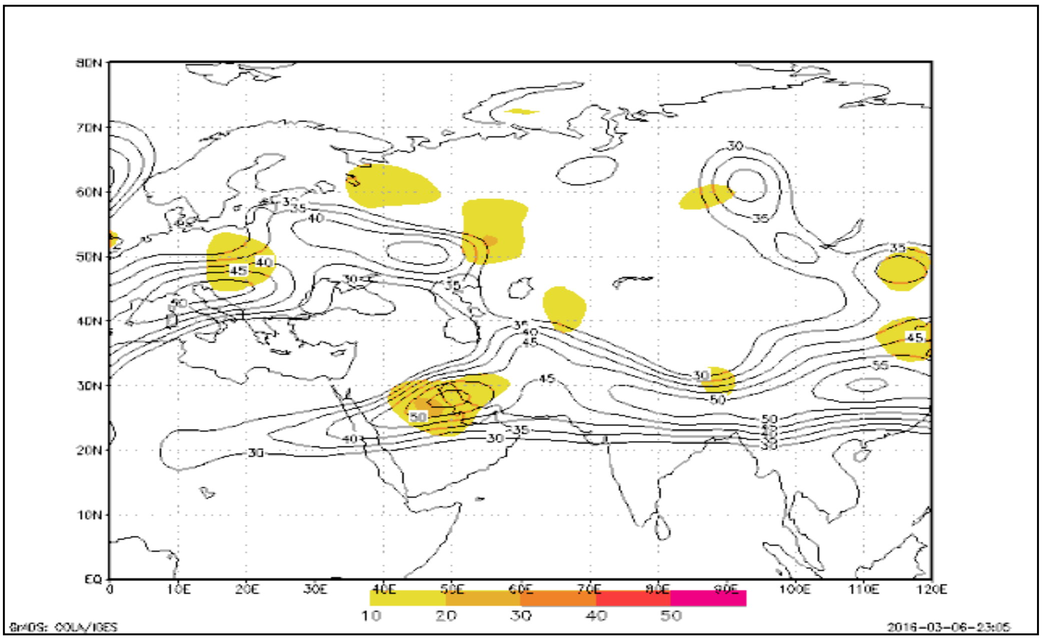
۲-۳- تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

نقشه‌های ترسیمی فراوانی رودباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که در طی ساعت همدید ۰۰:۰۰ بیشترین فراوانی رودبادها برروی عربستان صعودی مشاهده می‌شود. دو فراوانی رودباد خیلی کوچک نیز مشاهده می‌شود که یکی برروی ازبکستان و دیگری در شمال دریاچه خزر و برروی قزاقستان قرار گرفته است. درساعت ۰٦:۰۰ بیشترین فراوانی رودباد برروی شمال عربستان تا خلیج‌فارس وجنوب استان فارس مشاهده می‌شود. در

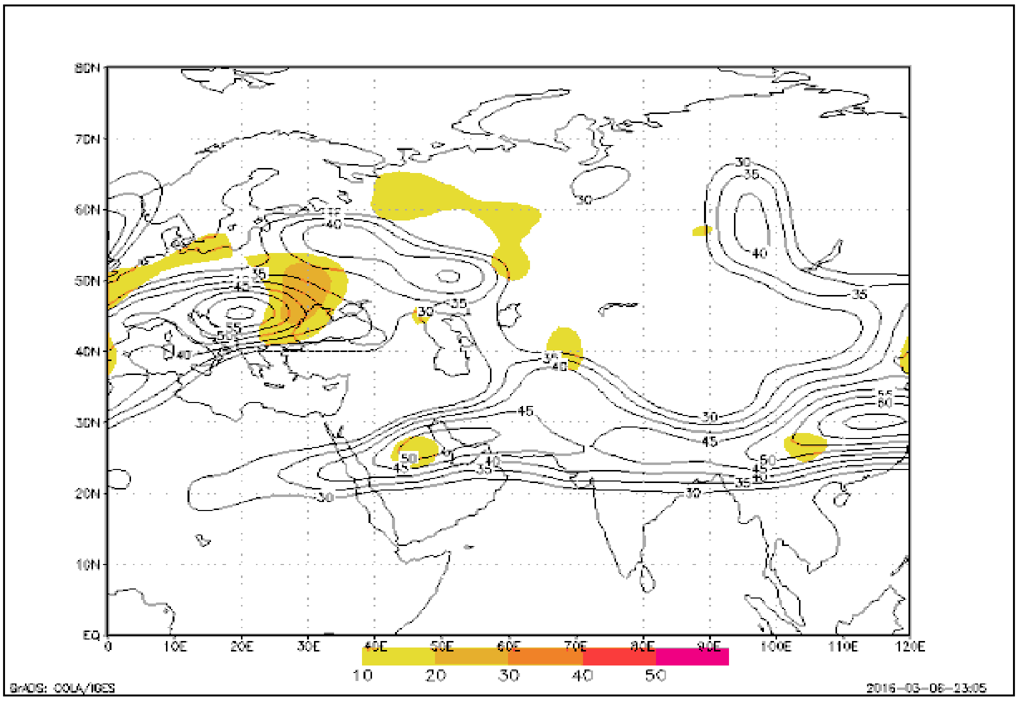
ساعت ۱۲:۰۰ حضور فراوانی رودباد مستقر براین منطقه خیلی کمرنگ می‌باشد و دراین ساعت بررروی نقشه هوای آرامی را مشاهده می‌کنیم.



شکل ۳- فراوانی سرعت رودبادها در ساعت ۰۰:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال



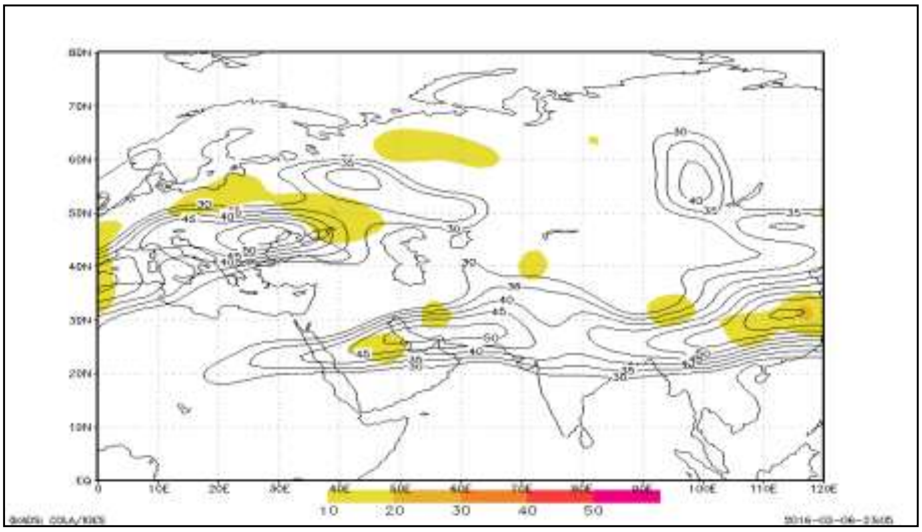
شکل ٤- فراوانی سرعت رودبادها در ساعت ۰٦:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۵- فراوانی سرعت رودبادها در ساعت ۱۲:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

در ساعت ۱۸:۰۰ یک فراوانی رودباد کوچک در استان فارس و فراوانی رودباد کوچک دیگری برروی عربستان تشکیل شده است. به عبارتی در این تاریخ پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۳۰ درصد موارد محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. به سبب توضیع فضایی همگن و موقعیت همانند رخداد رودبادهای این تراز جوی در ساعات فوق تنها وضعیت رودبادها در ساعت ۰۶:۰۰ منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد می‌باشد.

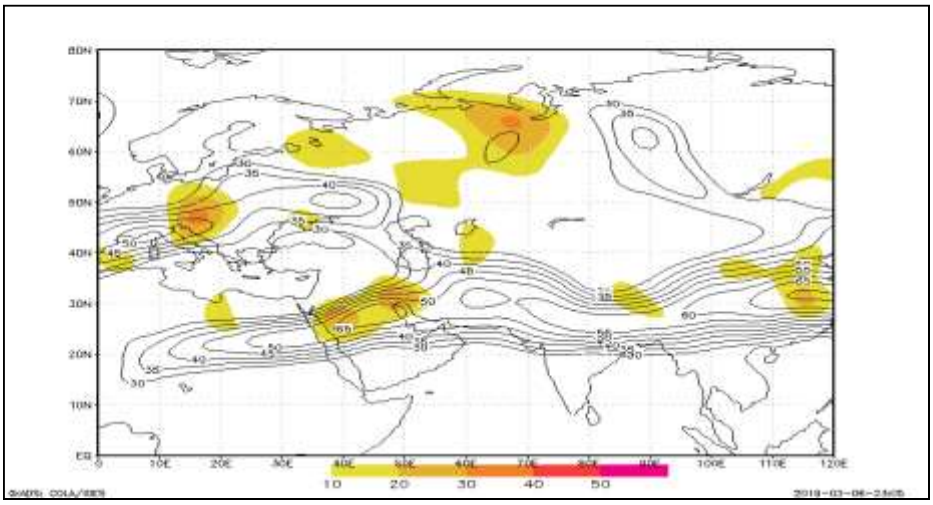
تحلیل میانگین سرعت رودباد در ساعت‌های همدید در این تراز جوی نشان می‌دهد که میانگین سرعت رودبادها بیش از ۴۰ متر بر ثانیه می‌باشد. در این میان بیشینه سرعت در قلمرو مورد بحث مربوط به دیده‌بانی ساعت ۰۶:۰۰ است که هسته مرکزی آن با سرعت ۵۵ متر بر ثانیه بر روی خلیج‌فارس و عربستان و جنوب غرب کشور که پهنه مطالعاتی را نیز در برمیگیرد، واقع شده است. نقشه میانگین سرعت رودباد برای ساعت فوق که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودبادها و مصادف با رخداد بیشینه سرعت آنها در محدوده مطالعاتی می‌باشد، بیانگر این است که ربع چهارم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) برروی محدوده مطالعاتی واقع شده است. این امر می‌تواند انبساط توده‌هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی را به دنبال داشته باشد. به نظر می‌رسد این موضوع می‌تواند بستر لازم برای وقوع ناپایداری در زمان رخداد سیل و طوفان‌های حوضه در قلمرو جغرافیایی مورد بحث را آماده نماید.



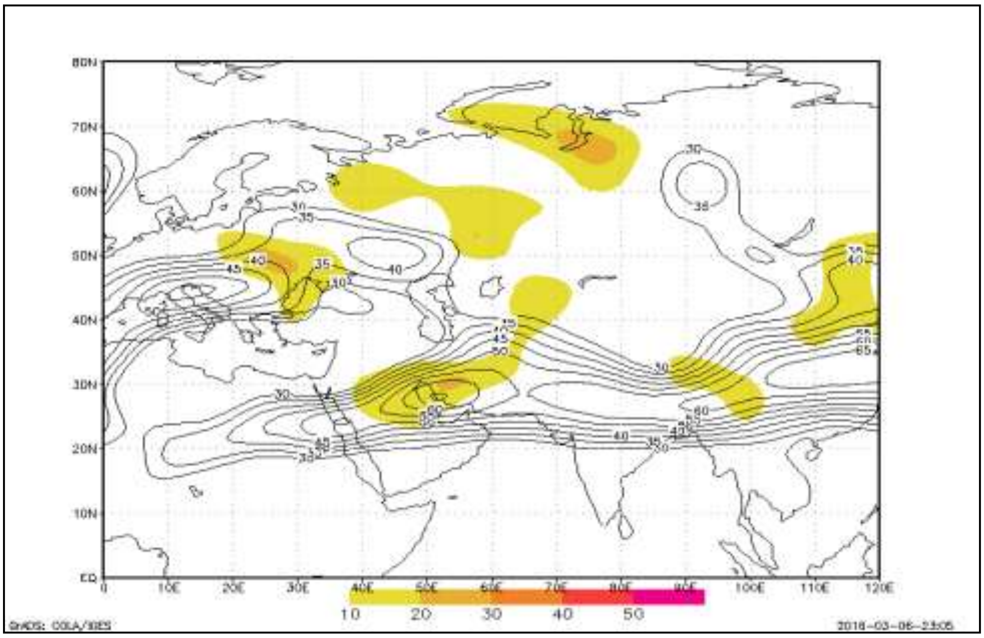
شکل ٦- فراوانی سرعت رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

۲-٤- تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

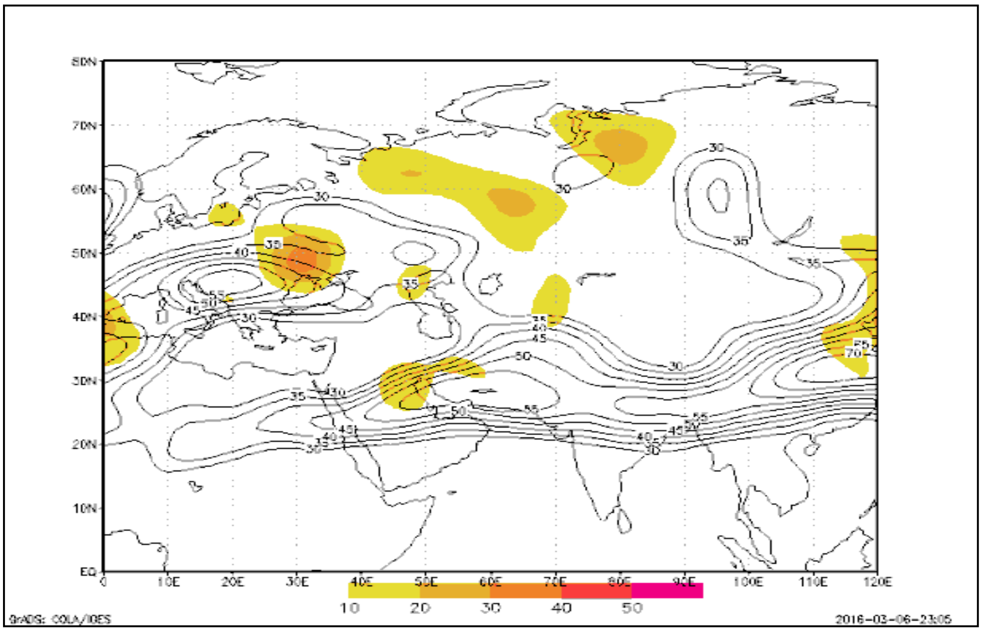
تحلیل فراوانی رودبادها در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که طی ساعت ۰۰:۰۰ بیشترین فراوانی رودبادها در گستره‌ای از دریای سرخ تا خلیج‌فارس و جنوب و غرب کشور را در بر می‌گیرد. در ساعت ۰٦:۰۰ بیشترین فراوانی رودبادها از روی عربستان تا خلیج‌فارس و غرب و جنوب و مرکز کشور تا کشور قزاقستان (بین دریاچه آرال و دریاچه بالخاش) را دربرمی‌گیرد. در ساعت ۱۲:۰۰ حضور فراوانی رودباد در محدوده‌های قبل خیلی کمرنگ‌تر شده و فراوانی رودباد در این ساعت در محدوده کوچکی برروی غرب کشور و محدوده کوچکی از خلیج‌فارس تا مرکز کشور مشاهده می‌شود.



شکل ۷- فراوانی سرعت رودبادها در ساعت ۰۰:۰۰، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال



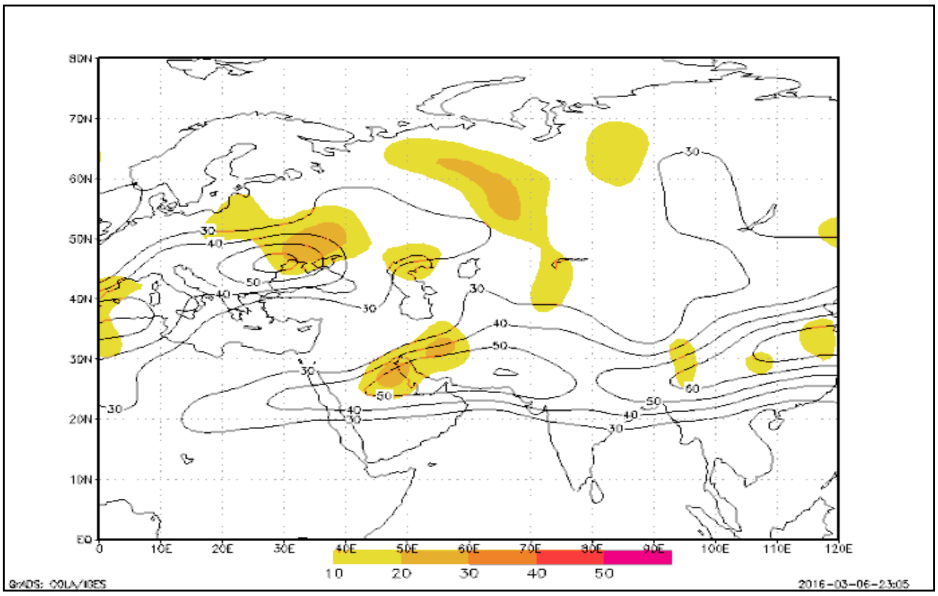
شکل ۸- فراوانی سرعت رودبادها در ساعت ۰۶:۰۰، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال



شکل ۹- فراوانی سرعت رودبادها در ساعت ۱۲:۰۰، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

در ساعت ۱۸:۰۰ بار دیگر فراوانی رودباد در گستره بیشتری از محدوده مطالعاتی ما قابل مشاهده می‌باشد. دراین ساعت گستره فراوانی رودباد از روی عربستان تا خلیج‌فارس و غرب تا مرکز کشور گسترده شده است. به عبارتی پهنه‌های واقع دراین محدوده در بیش از ۵۰ درصد موارد محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. در طی این

ساعت‌های چهارگانه همدید در رخداد رودبادهای این تراز جوی تنها وضعیت رودبادها در ساعت ۰۶:۰۰ منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد می‌باشد. در ساعت ۰۶:۰۰ محدوده زیرنفوذ رودباد گسترش چشمگیری یافته و رودبادها ضمن دربرگیری گستره وسیعی از ایران به ویژه نیمه غربی و جنوبی ایران نمودی کاملاً آشکار دارند. رخداد بیشینه فراوانی رودباد مربوط به همین ساعت است که بامیزان بیش از ۶۰٪ منطبق بر پهنه غربی کشوراست. دراین ساعت فراوانی رودبادها درکرانه غربی کشور نیز بیش از ۵۰٪ بوده است. بررسی میانگین سرعت رودبادها در ساعت‌های همدید در این تراز جوی نیز حاکی از استقرار هسته‌های سرعت در طی ساعت‌های مصادف با رخداد مقادیر بیشینه فراوانی رودباد (۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۸:۰۰) بر روی پهنه مطالعاتی بود. بر این اساس، میانگین سرعت رودبادها در این ۳ دیده‌بانی بیش از ۵۰ متر بر ثانیه بوده است. در این میان، بیشینه سرعت مربوط به دیده‌بانی ساعت ۰۶:۰۰ است که مرکز آن با سرعت ٦۵ متر برثانیه بر روی جنوب غرب کشور و خلیج‌فارس واقع شده است. درعین‌حال میانگین سرعت رودباد بر روی محدوده مطالعاتی ما و حوضه کارون بیش از ۵۵ متر بر ثانیه در ساعت مزبور بوده است. نقشه‌های میانگین سرعت رودباد برای ساعت‌های فوق، به ویژه ساعت ۰۶:۰۰ که از یک سو منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادها و از دیگر سو مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادها در پهنه مطالعاتی است. بیانگر این بود که ربع چهارم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است)، برروی حوضه کارون قرار گرفته است. این امر می‌تواند به انبساط توده‌هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی بینجامد. این موضوع می‌تواند زمینه را برای ایجاد ناپایداری در زمان رخداد سیل و طوفان در قلمرو جغرافیایی مورد بحث مهیا سازد.



شکل ۱۰- فراوانی سرعت رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

۳- جمع‌بندی

تحلیل فراوانی رودبادها در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال آشکار ساخت که در طی ساعت‌های همدید ۰۰:۰۰، ۰٦:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ فراوانی رودبادها روی عربستان تا خلیج‌فارس، مرکز و غرب کشور گسترده شده است. به عبارتی در این محدوده در بیش از ۵۰ درصد موارد محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. در طی این ساعت‌های چهارگانه همدید در رخداد رودبادهای این تراز جوی تنها وضعیت رودبادها در ساعت ۰٦:۰۰ منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد می‌باشد. در ساعت ۰٦:۰۰ محدوده زیر نفوذ رودباد گسترش چشمگیری یافته و رودبادها ضمن بهره‌گیری گستره وسیعی از ایران به‌ویژه نیمه غربی و جنوبی ایران نمودی آشکار دارند. رخداد بیشینه فراوانی رودبادها مربوط به همین ساعت است که به میزان بیش از ٦۰ ٪ منطبق بر پهنه غربی کشور است. بررسی نقشه‌های فراوانی رودبادها در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز حاکی از این بود که گستره رودبادها در ساعت‌های چهارگانه همدید در مقایسه با تراز بالاتر کاهش چشمگیری یافته است. درعین‌حال، منطقه تمرکز رخداد رودبادها در این تراز جوی و در ساعت ۱۸:۰۰ در استان فارس و فراوانی رودباد کوچک دیگری بر روی عربستان تشکیل شده است. به عبارتی در این تاریخ پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۳۰ درصد مواقع محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. بررسی و تحلیل میانگین سرعت رودباد برای ساعت‌هایی که منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادها و مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادها (ساعت ۰٦:۰۰ برای تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال وساعت ۱۸:۰۰ برای تراز ۳۰۰) درپهنه مطالعاتی است نیز آشکار ساخت که ربع چهارم (یا ناحیه راست ورودی که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین، واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) در تمامی ترازهای مورد بررسی بر روی حوضه آبریز ارمند قرار گرفته است. به نظر می‌رسد این موضوع می‌تواند زمینه را برای ایجاد ناپایداری در زمان رخداد بارش‌های حدی در قلمرو جغرافیایی مورد بحث به سبب انبساط توده‌هوا در سطوح بالا یا حرکت قائم صعودی مهیا سازد. به‌طورکلی کشیدگی تراز رودباد در تراز ۳۰۰، نشان از ضخامت لایه ناپایدار دارد که می‌تواند بارش‌های حدی و فراگیر را در حوضه آبریز ارمند سبب گردد. نقش حرکت رودباد در فصول مختلف؛ به ویژه پاییز با جریانهای همرفت وزشی نیز نیازمند پژوهش بیشتر و استفاده از متغییرهای جوی دیگری علاوه بر متغییرهای مورد استفاده در این پژوهش است که برای پژوهش‌های آینده پیشنهاد می‌گردد.

منابع

بابائیان، ایمان و همکاران؛۱۳۸۰)، بررسی الگوی سینوپتیکی سیل تابستان ۱۳۸۰ استان‌های گلستان و شمال خراسان، بولتن علمی مرکز ملی اقلیم‌شناسی، سال اول، شماره پنجم، تهران.

حلبیان، امیرحسین؛ حسینعلی پور جزی، فرشته؛ ۱۳۹۳. تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، شماره اول، بهار ۱۳۹۳، صص ۲۲۰- ۲۰۵.

خسروی، محمود؛ ۱۳۸۰. ((تأثیر پدیده انسو بر ناهنجاریهای بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب شرق ایران))، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال شانزدهم، شماره پیاپی ٦۲، پاییز، صص ۱۷٤-۱٤۱.

خوشحال دستجردی، جواد؛ ۱۳۷٦. تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر، پایان نامه دکتری جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، بهار.

علیجانی، بهلول؛ ۱۳۸۱. اقلیم شناسی سینوپتیک، تهران: سمت، ۲۵۷.

فرج زاده اصل، منوچهر، لشکری، حسن و خورانی، اسدالله؛ ۱۳۸٤. ((تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور))، فصلنامه مدرس علوم انسانی ویژه جغرافیا، بهار ۱۳۸٦، صص ۲٥٦- ۲۳۹.

کاویانی، محمدرضا؛ علیجانی، بهلول؛ ۱۳۷۹. مبانی آب وهواشناسی، تهران: انتشارات سمت، ٥۷٦.

مارتین، جاناتان ای. ترجمه سید ابوالفضل مسعودیان؛ ۱۳۸۸. دینامیک جو در عرض میانه، تهران: انتشارات سمت و دانشگاه اصفهان، ٤۲٦.

مسعودیان، سیدابوالفضل و محمدی، بختیار؛ ۱۳۹۰. ((تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابر سنگین ایران))، مجله تحقیقات منابع آب ایران، سال هفتم، ش ۲، صص ۹۱- ۸۰.

مسعودیان، سیدابوالفضل؛ ۱۳۹۰. آب و هوای ایران، مشهد: انتشارات شریعه توس، ۲۷۷.

مسعودیان، سیدابوالفضل؛ کاویانی؛ محمدرضا؛ ۱۳۸۷. اقلیم شناسی ایران، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان، ۱٦۸.

مفیدی، عباس؛ زرین، آذر و جانباز قبادی، غلامرضا؛ ۱۳۸٦. ((تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید وحدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر))، مجله فیزیک زمین فضا، دوره ۳۳، ش ۳، صص ۱٥٤- ۱۳۱.

مفیدی، عباس، زرین، آذر، جانباز قبادی، غلامرضا؛ ۱۳۹۰. شناسایی الگوهای همدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۲، شماره ۲٤، تابستان ۹۰، ص ٤۰-۲۳.

Alexandar; L.V., and 23Co- authors., 2006. Global Observed Changes in daily Climats extremes of temperature and precipitation, *J.Geophys.Res., 111, D05109, doi: 10.1029/ 2005JD006290.*

Andrew Hoell, Mathew Barlow, and Roop Saini., 2012. The Leading Pattern of Intraseasonal and Interannual Indian Ocean Precipitation Variability and its Relationship With Asian Circulation During the Boreal Cold Season AMS *journals online, doi: 10.1175/JCLI- D-11- 00572.1*

Dayan. U, Abramski. R., 1983. Heavy Rain in the middle East related to Unusual Jet Stream Properties, *Bulletin American Meteorological Society, Vo1. 64, No.10, October 1983, pp.1138-1140.*

Degrimrndzic.J. and Wibig.J., 2007. Jet Stream Patterns Over Europe in The Period 1950-2001 Classification and basic Statistical Properties, *Theoretical and Applied Climatology, Volume 88, Numbers 3-4/March, 2007, pp.149- 167.*

Eltantawy.A.I., 1960. Jet Stream Clouds in the Middle East, pure and Applied Geophysics, *Volume 46, Number 11May, 1960,pp.352-359.*

Farajzadeh. M; et al., 2008. the Relation Between Jet Stream Location and Cyclones Over the Western Iran, *American Journal of Applied Sciences, 5(10):pp. 1308 -1312.*

Geer, I.W; et al., 1996. Glossary of Weather and Climate, *American Meteorological Society, Boston..272p.*

Herron. T. j. and Tolstoy. I., 1968. Tracking Jet Stream Winds From ground Level Pressure Signals, *Journal of the atmospheric Sciences. Vol 26, pp. 266-269.*

Jhonson. D. H, Danials. S.M., 2006. Rainfall in Relation to the Jet Stream, *Journal of the Royal Meteorological*, Vo1 80, Issue 344, pp. 212-217.

Kalnay, E., et al., 1996. the NCEP/NCAR 40 year Reanalysis Project, *Bulletin of American Metrological Society, vol. 77, No.3, pp.437-471.*

Nicholls, No, Trewin, B. and Haylock, M., 2000. climate Extremes: Indicators for state of the Environment Monitoring, Australia: State of the Environment, Second Technical Paper Series (the Atmosphere), *Department of the Environment and Heritage, Canberra, 20p.*

Peterson, T. C. Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., and plummer, N., 2001. Report on the activities of the working Group on climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001, word Meteorological organization Rep. *WCDMP- 47, WMO- TD 1071, Geneva, Switzerland, 143p.*

Prezerakos,N.G.& et al (2006. the Role of the Interaction Between Polar and Subtropical Jet in a Case of Depression Rejuvenation Over the Eastern Mediterranean, *Meteorol. Atmos. Phys, 92:139-151.*

Strong. C., and Davis. R.E., 2007. Variability in the Position and Strenght of Winter Jet Stream Cores Related to Northern Hemisphere Teleconnections, *Journal of climate, Vol 21, pp 584-592.*

Weinert. R. A., 1968. Statistics if the Subtropical jet Stream Over the Australian, Central office, *Bureau of Meteorology, Melbourne, Manuscript Received November 1998.*

WoolingsT, et al., 2009. Variability of the North Atlantic eddy-driven Jet Stream, Quarterly Journal of the royal Meterologycal Society, *Published online in Wiley Interscience.*

Yuan, Jiacan, Steven B. Feldstein, Sukyoung Lee, Benkui Tan., 2011. the Relationship between the North Atlantic Jet and Tropical convection Over the Indian and Western Pacific Oceans. *J. Climate, 24, 6100-6113.*

Zhang, X, and 23Co- authors., 2005. Trends in Middle East Climate extreme indices from 1950 to 2003, J, *Geophys. Res, 110, D22104, doi:10.1029/2005JD006181.*